Journal of Watershed Engineering and Management
Volume 6, Issue 4, 2015, Pages 377-389

نشریه علمی-پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز
جلد ۶، شماره ۴، ۱۳۹۳، صفحات ۳۷۷-۳۸۹

اثرات عوامل زمین‌شناختی بر شکل‌گیری هندسه رودخانه قزل‌اوزن سفلی و روند جابه‌جایی در بازه کوهستانی و دشت سیلابی

حمیدرضا پیروان*[1]، علی جعفری‌اردکانی[2] و محسن شریعت‌جعفری[3]

[1] دانشیار، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، [2] مربی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری و [3] استادیار، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۲۴

چکیده

به‌منظور شناخت عوامل موثر بر مورفولوژی رودخانه قزل‌اوزن در حدفاصل بین سد استور تا سد منجیل در دو بازه سنگی و دشت سیلابی بازه‌ای به‌طول تقریبی ۱۹۵ کیلومتر انتخاب و در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفت. برای بررسی شکل رودخانه، از نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی با مقیاس ۵۰۰۰۰:۱ سال‌های ۱۳۳۴ و ۱۳۷۱ استفاده شد. پس از ترسیم پلان رودخانه، مشخصات هندسی رودخانه از جمله عرض، طول موج و ارتفاع حلقه‌های مئاندر، ضریب سینوزیته، شعاع و دامنه نوسانات حلقه‌های مئاندر و عوامل هندسی دیگر اندازه‌گیری شد. نتایج نشان داد که مقادیر میانگین زاویه مرکزی حلقه‌های مئاندر و ضریب سینوزیته تنگ‌دره رودخانه به‌ترتیب ۱۴۰/۵۵ درجه و ۱/۴۶ از بازه دشت‌سیلابی به‌ترتیب ۱۰۵/۰۸ درجه و ۱/۲۲ بیشتر است، بنابراین رودخانه در بازه کوهستانی پرپیچ و خم‌دارتر است. جابه‌جایی جانبی رودخانه قزل‌اوزن در بازه دشت‌سیلابی نیز مطالعه شد که ۶۳/۳، ۲۶/۶ و ۱۰/۱ درصد موارد به‌ترتیب به‌سمت ساحل چپ، راست و به هردو سو در اثر چندشاخگی به وقوع پیوسته و لذا جابه‌جایی کلی رودخانه به‌سمت ساحل چپ است که منطبق با جهت فشارش تکتونیکی ناشی از حرکات صفحات تکتونیکی در این ناحیه است. این موضوع اثر تکتونیک را بر الگوی رودخانه حتی در بازه دشت‌سیلابی به اثبات می‌رساند. تنش برشی هیدرولیکی محاسبه شده رودخانه در بازه سنگی ۱۵۰ پاسکال است، حال آن‌که مقاومت برشی سنگ‌های آتشفشانی کانال رودخانه در این بازه ۱۵۰ مگاپاسکال و به‌بیان دیگر یک میلیون برابر است. بنابراین، فرایندهای فرسایش رودخانه‌ای نمی‌تواند تنگ‌دره سنگی این رودخانه را به وجود آورده باشد. برای اثبات این موضوع، شیب و جهت شیب درزه‌های کانال سنگی رودخانه در ۱۰ ایستگاه و ۴۳۹ درزه به‌کمک کمپاس در صحرا برداشت شد. در ضمن خط مرکزی مسیر رودخانه در بازه سنگی از روی نقشه‌های توپوگرافی رسم و در فواصل ۲۵۰ متری به قطعات مستقیم، تقسیم و زاویه هر قطعه نسبت به شمال جغرافیایی تعیین شد. دیاگرام گل‌سرخی، جهات درزه‌های کانال سنگی رودخانه و جهات مسیر قطعات مستقیم رودخانه، مشابهت زیادی نسبت به هم نشان دادند. این تحقیق نشان داد که رودخانه قزل‌اوزن در بازه کوهستانی دارای یک طرح اولیه نئوتکتونیکی بوده و مسیر آن در تنگ‌دره، تابع شکاف‌هایی است که از پیش وجود داشته و تنها رودخانه توانسته نسبت به تعمیق و تعریض آن کوشش نماید.

واژه‌های کلیدی: تنگ‌دره رودخانه‌ای، ضریب سینوزیته، مئاندر، مورفولوژی رودخانه

* مسئول مکاتبات: hrpeyrowan@yahoo.com

مقدمه

در علم مهندسی رودخانه، شناخت مورفولوژی رودخانه و دسته‌بندی آن از یک‌سو و چگونگی رفتار فرسایشی آن از سوی دیگر از جمله موارد مهمی است که بهره‌برداری پایدار از رودخانه را تحت‌الشعاع خود قرار می‌دهد. لذا در این پژوهش سعی شده است که برخی از ویژگی‌های مورفولوژی رودخانه قزل‌اوزن، جابه‌جایی دوره‌ای کانال آن و عوامل اثرگذار بررسی شود. با توجه به اهمیت علمی و اقتصادی پدیده مئاندری در علم مهندسی رودخانه، تاکنون تحقیقات وسیع و متنوعی در این زمینه صورت پذیرفته است. کنفرانس‌های بین‌المللی تحت عنوان meandering river تشکیل شده که منابع آن موجود است. هر محققی روی یک موضوع خاص در رابطه با این پدیده، مطالعه و تحقیق نموده است که اشاره‌ای به آن‌ها می‌شود.

Schumm و Khan (۱۹۷۲)، بر روی مورفولوژی رودخانه و در زمینه رفتار رودخانه و شناخت الگوی تغییرات مورفولوژی آن و در نهایت پیش‌بینی وضع مورفولوژی آینده تحقیق نموده‌اند که در این رابطه اطلاعات تاریخی یک بازه رودخانه (عکس‌های هوایی و نقشه‌های موجود)، شرح کامل مورفولوژی رودخانه و شناخت سیستم آبرفتی آن را از ضروریات می‌دانند. Schumm (۱۹۸۹)، مطالعات تجربی خود را در مورد پاسخ مورفولوژی و الگوی هندسی رودخانه تحت تاثیر فرایندهای نوزمین‌ساخت ارائه نمود.

Biglari (۱۹۸۹)، به طریقه مدل فیزیکی پدیده میانبری پیچان‌رودها را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه کرده است. این روش مبتنی بر موازنه بین انتقال رسوب ورودی و ظرفیت انتقال کانال بوده، به‌نحوی‌که پدیده میانبری اتفاق افتد. در این رابطه از برنامه کامپیوتری SEFLOW استفاده شده است. Hooke و همکاران (۱۹۸۳)، شیب رودخانه را یکی از عوامل مؤثر بر رفتار مئاندری رودخانه می‌دانند و در این زمینه، بر روی ارتباط شیب با نوع تغییر مئاندر در رودخانه با بستر شنی در شمال غرب انگلستان مطالعه کرده‌اند.

شناخت شرایطی که تحت آن یک حلقه مئاندر می‌تواند به رشد تکاملی خود برسد، توسط Parker و همکاران (۱۹۸۳) و Blondeaux و Seminara (۱۹۸۵)، بازسازی نرخ مهاجرت حلقه‌های مئاندر توسط Crosato (۲۰۰۹)، اشکال مختلف حلقه‌های مئاندر توسط Seminara و همکاران (۲۰۰۱) و Zolezzi و همکاران (۲۰۰۹) و تحقیق بر روی طبیعت پایداری حلقه‌های مئاندر توسط Lanzoni و Seminara (۲۰۰۶) مطالعه شده است.

بررسی انجام شده بر روی میانگین تغییرات انواع مئاندرها توسط Hooke (۱۹۸۰)، نشان می‌دهد که خمیدگی‌های آبرفتی پایدار، شیب‌های کمتری نسبت به دیگر خمیدگی‌ها دارند و مئاندرهایی که در حال توسعه و افزایش دامنه نوسانات خود[1] هستند، تمایل دارند که شیب کانالی بیشتری نسبت به انواع مئاندرهای مهاجر نشان دهند. Chehr Monavvari (۱۹۹۲)، بر روی عوامل مؤثر در مورفولوژی رودخانه قزل‌اوزن سفلی مطالعه توصیفی انجام داده است. ایشان نیز به نقش گسل‌های فعال در الگوی مورفولوژی رودخانه اشاره کرده و عامل دوم در مورفولوژی رودخانه را به فرسایش‌پذیری رسوبات دوران سوم منتسب کرده‌اند.

Moazzeni (۱۹۹۲) در زمینه تثبیت موضعی سواحل و بستر رودخانه سفیدرود مطالعاتی انجام داده است که در آن‌ها به نقش تثبیت کلی رودخانه سفیدرود در اقتصاد کشاورزی منطقه سخن به میان آورده است. Scheidegger و Ai (۱۹۸۶)، بر اساس مطالعات خود در پنج تنگ‌دره[2] جهان نشان داده‌اند که نظر عمومی مبنی بر پیدایش تنگ‌دره‌ها از طریق عملکرد فرسایش رودخانه‌های نوع آبراهه پیشین[3] قابل دفاع نمی‌باشد. آن‌ها با بررسی درزه‌ها و عوامل زمین‌ساختاری تنگ‌دره‌ها به این موضوع پی بردند که تنگ‌دره‌ها از فرسایش رودخانه‌ای حاصل نشده‌اند، بلکه عامل تکتونیکی در پیدایش این مجراهای رودخانه‌ای نقش داشته و رودخانه تنها توانسته تا حدود ناچیزی نسبت به تعمیق و تعریض آن بپردازد.

مطالعات زیادی اخیراً در زمینه نقش تکتونیک جوان و جنبا بر مورفولوژی زمین، شکل دره‌ها،

[1] Amplitude
[2] Gorge
[3] Antecedent

جبهه‌های کوهستانی و مخروط افکنه‌ها و تغییرات آن‌ها به تبع تغییرات شیب و دیگر عوامل تاثیرگذار انجام شده است. Schedigger و Hantke (۱۹۹۴) معتقدند که تنگ‌دره‌ها نیز بر اثر الگویی تکتونیکی تکوین می‌یابند و می‌توان آن‌ها را از طریق آماری مورد بررسی قرار داد. schedigger و Ajakaiye (۱۹۹۰)، حرکات توده‌ای در نواحی مسطح ساوانا در شمال مرکزی آفریقا را مورد بررسی قرار داده‌اند. در مجموع اساس فکر مؤلفین بر این عقیده استوار است که بسیاری از پدیده‌های ژئومورفولوژی مانند شبکه آبراهه‌ها، زمین‌لغزش‌ها، دره‌ها و حتی حرکات یخچال-ها دارای یک طرح اولیه[1] تکتونیکی بوده و ایشان با روش آماری این مسئله را مورد بررسی قرار داده‌اند. این مطالعه نیز از همین پایه فکری تبعیت نموده و سعی بر اثبات این نظریه دارد. Kohlbeck و Schedigger (۱۹۷۷) چگونگی ارتباط بین درزه‌ها و نیروهای تکتونیکی را مورد بررسی قرار داده و الگویی کامپیوتری را ارائه کرده‌اند. در این مقاله انواع درزه‌های تکتونیکی و غیرتکتونیکی یادآوری شده است و اشاره‌ای بر چگونگی تفسیر دیاگرام‌های مربوطه شده است. منابعی که در بالا ذکر شد تنها بخش کوچکی از تحقیقات انجام شده در ایران و خارج از کشور می‌باشد. روابط بین مورفولوژی رودخانه و پارامترهای مؤثر زمین‌شناسی و دیگر عوامل می‌بایست، در مورد هر رودخانه، بررسی شده و مطالعات خاص مورفولوژی، زمین‌شناسی و مهندسی رودخانه انجام گیرد. لذا در این پژوهش سعی شد تا عوامل موثر بر مورفولوژی رودخانه قزل‌اوزن در حدفاصل بین سد استور تا سد منجیل در دو بازه سنگی و دشت سیلابی بررسی شود.

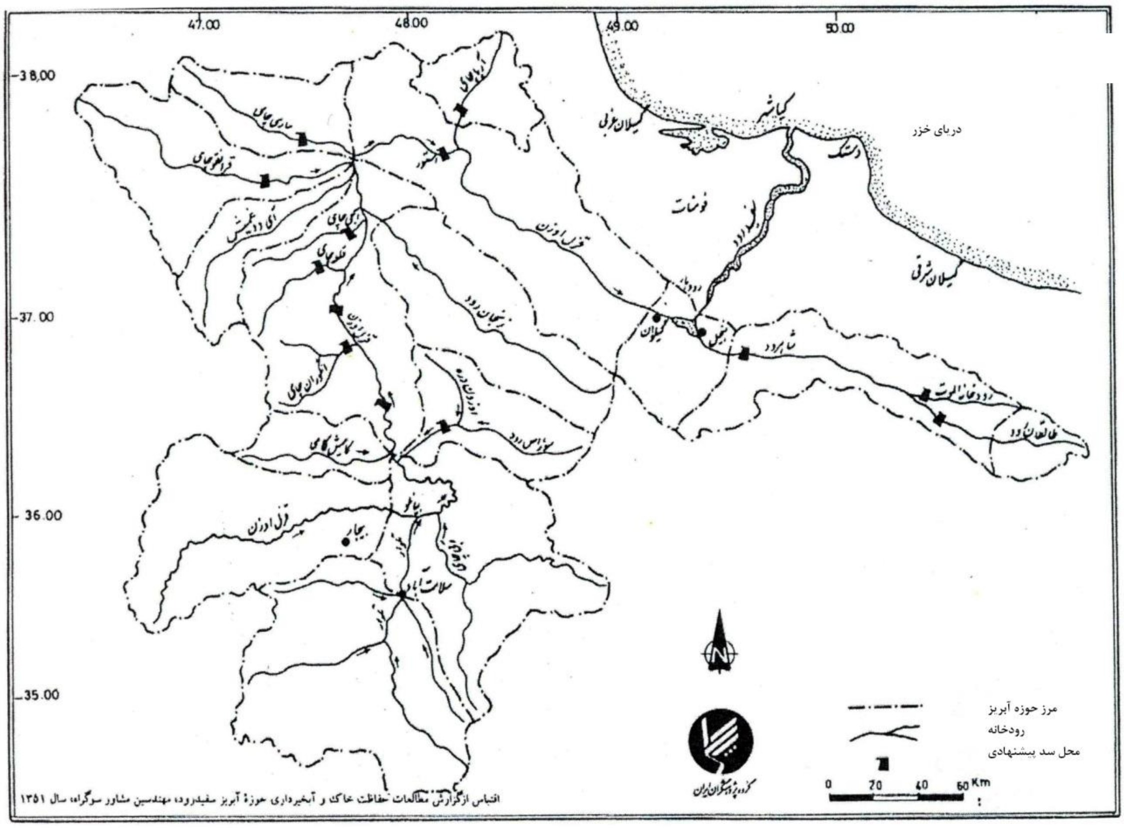
مواد و روش‌ها

منطقه مورد پژوهش: رودخانه قزل‌اوزن از ارتفاعات مستور از برف چهل‌چشمه کردستان واقع در ۶۰ کیلومتری شمال شهر سنندج سرچشمه گرفته و پس از طی مسافتی حدود ۶۶۰ کیلومتر همراه با شاخه شاهرود به پشت سد منجیل می‌ریزد و از آن‌جا به‌نام سفیدرود به‌سمت دریای خزر جریان می‌یابد. رودخانه قزل‌اوزن از سه بخش فوقانی، میانی و تحتانی تشکیل شده است. محدوده مورد پژوهش با مختصات جغرافیایی به‌طول °۴۸ تا ′۸ °۴۹ شرقی و عرض ′۴۵ °۳۶ تا ′۳۰ °۳۷ شمالی، مربوط به بخش پایانی قزل‌اوزن از محل سد استور تا شرق گیلوان (سفیدرود) به‌طول تقریبی ۱۹۵ کیلومتر می‌باشد. این منطقه به‌طور عمده در نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ زنجان قرار دارد. بخشی از گوشه شمال غرب منطقه طرح در نقشه چهارگوش زمین‌شناسی بندر انزلی واقع شده است. این منطقه از نظر جغرافیای سیاسی تابع استان‌های زنجان، گیلان و اردبیل می‌باشد. گستره پژوهش در پایاب رودخانه قزل‌اوزن، حد فاصل روستای استور تا سد منجیل می‌باشد (شکل ۱).

واحدهای ژئومورفولوژیکی منطقه قزل‌اوزن: ناحیه مورد مطالعه که بخشی از حوزه آبخیز رودخانه قزل‌اوزن را تشکیل می‌دهد، در بخش غربی سلسله جبال البرز که خود قسمتی از چین‌خوردگی آلپ-هیمالیا می‌باشد، واقع شده است. این ناحیه از نظر توپوگرافی به سه بخش مشابه و یکسان تقسیم‌بندی می‌شود و از شمال به‌سمت جنوب، شامل ۱) رشته‌کوه‌های طالش در مرحله تکاملی از نظر فرسایش، هوازدگی و آب بریدگی، ۲) دره رودخانه قزل‌اوزن و ۳) رشته‌کوه‌های طارم در مرحله تکاملی از نظر فرسایش و هوازدگی و آب بریدگی می‌باشد.

همان‌طور که در بالا نیز اشاره شد، رودخانه قزل‌اوزن در دره موجود در بین رشته‌کوه‌های طارم و طالش جریان دارد. ارتفاعات مذکور دارای امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی بوده که از روند تاقدیس‌ها و ناودیس‌های منطقه پیروی می‌کنند. دره قزل‌اوزن نیز هم‌محور یکی از همین ناودیس‌ها می‌باشد. بلندترین نقطه در ناحیه مورد مطالعه در کوه‌های طارم برابر ۲۹۷۱ متر در شمال روستای کوه‌زین و پایین‌ترین نقطه در مسیر رودخانه قزل‌اوزن حدود ۲۸۰ متر در محل پل گیلوان (شروع دریاچه سد) بالاتر از سطح دریای آزاد قرار دارد. آبراهه‌ها و دره‌های فرعی با امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و عمود بر دره اصلی قزل‌اوزن و از کرانه‌های چپ و راست به آن منتهی می‌شوند.

---
[1] Predesign



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد پژوهش در نقشه حوزه آبخیز سفیدرود

دره قزل‌اوزن: ناحیه پست و دشتگون "درام-منجیل" بخشی از حوضه رودخانه قزل‌اوزن را تشکیل می‌دهد. رودخانه قزل‌اوزن در دره واقع در بین رشته‌کوه‌های در برگیرنده ناحیه جریان دارد و از دو بخش متمایز تنگ‌دره سنگی و دشت سیلابی تشکیل شده است که شرح هر یک به قرار زیر می‌باشد.

تنگ‌دره قزل‌اوزن یا بازه سنگی: از روستای استور، رودخانه قزل‌اوزن وارد بخش کوهستانی می‌شود و تا محل پیشنهادی سد پاوه رود در این بخش جاری است. در این قسمت سنگ‌های آذرین و آذرآواری متعلق به سازند کرج، کوه‌های مرتفعی را تشکیل می‌دهند. ارتفاع بلندترین قله آن به حدود ۲۵۲۵ متر می‌رسد. قزل‌اوزن در این دره عمیق جریان دارد. اختلاف ارتفاع میان کف دره و قله ارتفاعات محاط بالغ بر ۱۰۰۰ متر بوده و دسترسی به رودخانه به‌جز از طریق راه‌های مالرو و جیپ‌رو که به‌صورت مارپیچ به خط‌القعر دره می‌رسد، امکان‌پذیر نیست. پیمایش طول مسیر رودخانه در این تنگ‌دره تا مسافت زیادی به‌دلیل رخنمون کناره‌های پرتگاهی امکان‌پذیر نیست.

شیب دامنه‌های دو سوی رودخانه عموما متوسط تا زیاد (حتی ۹۰°) متغیر است (شکل ۲).



شکل ۲- تنگ‌دره قزل‌اوزن در محل روستای کولان، دید در جهت جریان رودخانه

همانطور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، رودخانه در مسیر تنگ سنگی با لیتولوژی ولکانی کلاستیک‌های ائوسن جاری می‌باشد. لیتولوژی عمده این بخش از رودخانه از واحدهای سنگی آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تشکیل شده است که در برخی مناطق تحت تاثیر تزریق توده‌های نفوذی الیگوسن، پهنه‌های زودفرسای آلتراسیون هیدروترمال شکل گرفته‌اند (Peyrowan، ۲۰۰۱).

بازه دشت سیلابی: از ده کیلومتری شمال غرب درام، رودخانه قزل‌اوزن وارد ناحیه تپه ماهوری منطقه طارم می‌شود. در این بخش، رودخانه در امتداد محور یک ناودیس متشکل از چینه‌های ترشیری جوان‌تر عمدتاً مارنی با تناوبی از ماسه‌سنگ و کنگلومرا به سن میوسن جریان دارد (شکل ۳). محور این ناودیس به‌سمت جنوب شرق امتداد دارد. این دره در نزدیکی منجیل به دره شاهرود پیوسته و از آن‌جا به‌سمت شمال به‌نام رودخانه سفیدرود جریان می‌یابد. دو رشته ارتفاع طارم و طالش در دو طرف این دره با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق کشیده شده‌اند. تشکیلات موجود در مجموع از قابلیت فرسایش زیادی برخوردار بوده و به‌خاطر سختی کم رسوبات و وضعیت ساختاری منطقه، لایه‌های این بخش تحت فرسایش دائمی قرار داشته و جریان‌های گلی متعددی در مسیر دیده می‌شود که با بارندگی‌های شدید فعال شده و حجم قابل توجهی از رسوبات را به رودخانه سرازیر می‌نماید.



شکل ۳- ویژگی چند شاخه‌ای مئاندری رودخانه قزل‌اوزن، غرب روستای گچی قشلاق

روش پژوهش: نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ سال‌های ۱۳۳۴ و ۱۳۷۱ و مشاهدات صحرایی در این پژوهش استفاده شده است. ابتدا مشخصه‌های هندسی پیچان‌های رودخانه به لحاظ شعاع قوس، طول موج، دامنه نوسانات قوس‌ها، زاویه مرکزی قوس‌ها و در نهایت ضریب خمیدگی یا سینوزیته در هر دو بازه کوهستانی و دشتی محاسبه شد.

در بررسی نقش تکتونیک بر مورفولوژی رودخانه قزل‌اوزن، با بازدیدهای وسیع میدانی و اندازه‌گیری‌های لازم تکتونیکی در بازه دشتی و کوهستانی نسبت به برداشت صحرایی عوامل تکتونیکی مانند چین‌ها و گسل و درزه‌ها اقدام شد. شیب و امتداد ۴۳۹ درزه در ۱۰ ایستگاه از کانال سنگی رودخانه به‌کمک کمپاس در صحرا برداشت شد. در ضمن لیتولوژی و شکل فرسایشی رودخانه در کناره‌ها و کف و نهایتاً نوع رودخانه به لحاظ شکل‌شناسی بررسی و مشخصات آن ثبت شد. در بازه کوهستانی مراحل زیر جهت تعیین نقش عوامل زمین‌ساختی به انجام رسید.

۱- اندازه‌گیری رودخانه‌ای: این مرحله خود شامل مراحل رسم خط مرکزی[1] رودخانه، راستگر سازی[2] مسیر کانال رودخانه در فواصل ثابت ۲۵۰ متری، اندازه‌گیری زاویه جهات قطعات رودخانه‌ای نسبت به شمال جغرافیایی، ترسیم دیاگرام گل سرخی زاویه جهات قطعات رودخانه (۲۹۸ قطعه) و ترسیم هیستوگرام داده‌های مربوطه به جهات قطعات رودخانه بود.

۲- اندازه‌گیری درزه‌های کانال سنگی: این مرحله نیز شامل دو مرحله اندازه‌گیری صحرایی شیب و امتداد[3] درزه‌های سنگی کانال رودخانه (۴۳۹ درزه در ۱۰ ایستگاه) و ترسیم دیاگرام گل سرخی بود. جهت تکمیل داده‌های پایه مورد نیاز، برخی از خصوصیات دیواره‌های مارنی رودخانه در دشت سیلابی از نظر حدود آتربرگ بررسی شد.

نتایج و بحث

بررسی تغییرات زمانی شکل رودخانه: بررسی مشخصه‌های هندسی پیچان‌های رودخانه در جدول ۱ ارائه شده است. پس از مقایسه خط مرکزی رودخانه در سال‌های ۱۳۳۴ و ۱۳۷۱، ملاحظه شد که رودخانه قزل‌اوزن در دشت سیلابی عمدتاً با پدیده پیچان‌رودی و به‌طور موردی با توسعه چندشاخگی تغییر شکل و جهت داده است (جدول ۲). خصوصیات مهندسی واحدهای مارنی منطقه در ناحیه دشتی به‌دلیل تاثیر زیاد در مورفولوژی و فرسایش کناری رودخانه اندازه-گیری شد که در جدول ۳ نتایج آن ارائه شده است.

[1] Center Line
[2] Rectify
[3] Dip/Direction

جدول ۱- مشخصات پارامترهای مورد سنجش در پیچان‌های رودخانه قزل‌اوزن

میانگین پارامترها	بازه رودخانه		
	بازه دشت سیلابی	بازه کوهستانی	کل بازه مورد مطالعه
طول موج	$\bar{\lambda}_2$ =۶۲۸/۰۸ ۵۰۱/۳۹= انحراف معیار	$\bar{\lambda}_1$ =۲۵۲/۰۲ ۳۷۰/۹۷= انحراف معیار	$\bar{\lambda}$ =۵۴۸/۲۴ ۴۰۴/۸۵= انحراف معیار
شعاع موج	$(\bar{R}_2)$ =۲۴۷/۹۵	$(\bar{R}_1)$ =۱۹۳/۰۳	$(\bar{R})$ =۲۰۵/۴
رابطه بین طول موج با شعاع موج	$\lambda_2 = 8.70R^{0/87}$ r=۰/۹۳	$\lambda_1 = 14.09R^{0.70}$ r_1=۰/۹۳	$\lambda = 12.69R^{0.72}$ r_2=۰/۹۳
زاویه مرکزی قوس‌ها سینوزیته	$(\bar{C}_2)$ =۱۰۵/۰۸° S_2=۱/۲۲	$(\bar{C}_1)$ =۱۴۰/۵۵° S_1=۱/۴۶	$(\bar{C})$ =۱۳۲/۵۶° S=۱/۴

جدول ۲- جابه‌جایی جانبی کانال رودخانه قزل‌اوزن در بازه دشت سیلابی (اعداد به درصد)

جهت جابه‌جایی	درصد فراوانی	فرسایش		رسوبگذاری
به‌سمت ساحل چپ	۶۳/۳	میان بر طوقه‌ای	۳/۸	۲۶/۶
		میان بر آبشاری و چند شاخگی	۱/۳	
		چند شاخگی	۱۲/۷	
		جابه‌جایی حلقه مئاندر	۲/۵	
		جابه‌جایی ساده	۱۶/۴	
		جمع کل	۳۶/۷	
به‌سمت ساحل راست	۲۶/۶	میان بر آبشاری	۶/۳	۶/۳
		جابه‌جایی حلقه مئاندر	۲/۵	
		جابجایی ساده	۱۱/۵	
		جمع کل	۲۰/۳	
جابه‌جایی به هر دو سو در شرایط چندشاخگی	۱۰/۱			

نقش لیتولوژی کانال رودخانه: یکی از عوامل مهم در میزان فرسایش‌پذیری بستر و کناره‌های رودخانه، جنس طبقات زمین است. در بازه سنگی، لیتولوژی عمده، شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن به همراه طبقات رسوبی شیلی و ماسه‌سنگی می‌باشد. مورفولوژی رودخانه و پیچانرودی آن تحت تأثیر عوامل زمین‌ساختی و زمین‌شناختی قرار دارد. در میان حلقه‌های مئاندر این بخش، تعدادی از حلقه‌ها اندازه بسیار بزرگ نشان می‌دهند. این حلقه‌های بزرگ مئاندر در مناطقی که سنگ‌های شیلی برونزد دارند و یا در مناطقی که سنگ‌های آذرین تحت اثر فرایند آلتراسیون هیدروترمال، دگرسانی شدید پیدا نموده‌اند، تشکیل می‌شوند.

مقاومت شیل‌های متراکم شده با بالا رفتن مقدار رطوبت و پوکی آن‌ها به‌طور تصاعدی کاهش می‌یابد. شیل‌ها تمایل به تورم نشان می‌دهند و لذا در مجاورت با آب رودخانه قزل‌اوزن به‌شدت فرسایش‌پذیر می‌شوند. سازندهای واقع در کناره‌های مسیر رودخانه قزل‌اوزن در بازه دشت سیلابی از چهار لیتولوژی مشخص مارن‌های نئوژن، پادگانه‌های کهن، پادگانه‌های میانی و پادگانه‌های جوان تشکیل شده است.

جدول ۳- خصوصیات مهندسی واحدهای مارنی کانال رودخانه در محدوده دشتی

ردیف	نام واحد زمین‌شناسی	نام خاک	نماد گروه	حدود اتربرگ		شاخص خمیرایی	مقاومت برشی	نفوذپذیری	حساسیت به فرسایش آبی
				PL	LL				
۱	Ng_1	رس لاغر ماسه‌ای	CL	۲۲/۱۶	۳۶/۲۹	۱۴/۱۳	نسبتا خوب	نفوذناپذیر	بسیار بالا
۲	Ng_1	رس سیلتی ماسه‌ای	CL-ML	۱۹/۳۵	۲۵/۰۱۵	۵/۶۶۵	نسبتا خوب	نفوذناپذیر تا نیمه نفوذپذیر	بسیار بالا
۳	Ng_3	رس لاغر ماسه‌ای	CL	۲۰/۹	۲۹/۸۱	۸/۹۱	نسبتا خوب	نفوذناپذیر	بسیار بالا
۴	Ng_4	سیلت	ML-OL	۲۶/۶۲	۳۹/۰۶	۱۲/۴۴	نسبتا خوب تا ضعیف	نیمه نفوذپذیر تا نفوذناپذیر	بسیار بالا
۵	Ng_2	رس لاغر با ماسه	CL	۲۳/۶۵	۳۸/۸۳	۱۴/۶۵	نسبتاً خوب	نفوذناپذیر	بسیار بالا
۶	Ng_1 (بخش سبزرنگ)	سیلت با ماسه	ML-OL	۲۷/۳۱۵	۴۵/۲۶	۱۷/۹۴۵	نسبتا خوب تا ضعیف	نیمه نفوذپذیر تا نفوذناپذیر	بسیار بالا
۷	ترک‌های گلی دریاچه سد سفیدرود	سیلت الاستیک	MH	۲۹/۴۵۵	۵۰/۹	۲۱/۴۴۵	ضعیف	نیمه نفوذپذیر تا نفوذناپذیر	بسیار بالا

بررسی‌های به‌عمل آمده نشان داده‌اند که سازندهای نئوژن و پادگانه‌های جوان، بسیار زودفرسا، پادگانه‌های قدیم، زودفرسا و پادگانه‌های میانی دیرفرسا می‌باشند. از مهم‌ترین فاکتورهای مؤثر در فرسایش طبقات مارنی می‌توان دانه‌بندی، شاخص خمیری، نوع مواد معدنی و درصد املاح و مواد آلی را نام برد. در برخی نقاط، طبقات مارنی حاوی عدسی‌های نمکی هستند و به‌دلیل انحلال‌پذیری بالا، آبراهه‌های بسیار شور ایجاد می‌کنند که می‌تواند خطرات ناشی از فرسایش و رسوب حوزه را بالا ببرند.

فرسایش عمیق و خندقی و نیز لغزش‌های شایع (شکل ۴) در این سازند سبب شده که رودخانه در بازه‌های مارنی از ناپایداری بالایی برخوردار باشد. وجود ترک‌های گلی عمیق (با عمق شکاف تا یک متر) در انباشته‌های رسوبی دریاچه سد سفیدرود نشان می‌دهد که نوع رس غالب مارن‌ها از نوع رس بسیار حساس یعنی مونتموریونیت است. این موضوع به‌وسیله نتایج به‌دست آمده از آنالیز رسوبات ریزدانه پشت سد سفیدرود مورد تأیید قرار دارد. رسوبات مارنی حاوی مقداری رس است. کلوئیدهای رس دارای بار منفی بوده و لذا کاتیون‌های Na^+، Ca^{++} و K^+ را به‌خود جذب می‌نمایند. در اثر تماس مارن با آب رودخانه، کاتیون‌های مذکور شسته شده و از کلوئیدهای رس جدا می‌شوند. در این صورت، ذرات ریزدانه رسی به حالت انتشار و تعلیق در آمده و ساختمان خاک به سرعت فرو می‌پاشد. طول زیاد رودخانه قزل‌اوزن و عبور از تشکیلات مارنی و فرسایش‌پذیر فراوانی که در مسیر رودخانه وجود دارد، باعث شده که بار رسوبی آن زیاد شود و در حدود ۸۴ درصد از کل رسوباتی را که سالیانه وارد مخزن سد می‌شود، همراه داشته باشد. بدین ترتیب مقدار رسوبات وارده به دریاچه سد سفیدرود به‌وسیله رودخانه شاهرود، ۱۶ درصد کل ورودی سالیانه می‌باشد (مهندسین مشاور سوگرا، ۱۹۷۳).



شکل ۴– زمین‌لغزش در طبقات مارنی در کناره راست رودخانه قزل‌اوزن (شمال پل آب‌بر حوالی روستای کوهکن)

جریان‌های فرعی و مخروط افکنه‌ای: بررسی صحرایی و عکس‌های هوایی منطقه نشان داد که حجم بسیار زیاد رسوبات مخروط افکنه‌ای در محل برخورد شاخه‌های فرعی با رودخانه قزل‌اوزن در زمان کواترنر تشکیل شده است و همه ساله آوردهای رسوبی درشت‌دانه آن‌ها به داخل رودخانه قزل‌اوزن می‌ریزد. فعال بودن این مخروط‌های افکنه سبب شده که به‌صورت یک پیشانی مقاوم در کناره رودخانه قزل‌اوزن خودنمایی کنند. جلو آمدگی این دماغه‌ها و نیز ورود رسوبات درشت‌دانه و تخته‌سنگ‌های آن به‌داخل رودخانه قزل‌اوزن موجبات انحراف و جابه‌جایی کانال رودخانه را فراهم آورده است. مخروط افکنه‌های چرزه‌چای، گیلوان و سماور نمونه‌های بسیار جالبی از این پدیده می‌باشند. پیشانی مخروط افکنه سماور در ناحیه هندی‌کندی با پیشروی خود در ساحل چپ رودخانه سبب انحراف رود به‌سمت ساحل راست شده که این امر بدون شک در وقوع سیل سال ۱۳۶۳ هندی‌کندی تأثیر داشته است.

اثر عوامل زمین‌ساختی بر مورفولوژی رودخانه: پیشینه تاریخی زلزله‌های به‌وقوع پیوسته، نشانه لرزه‌خیزی نسبی بالا و در نتیجه فعال بودن تکتونیک در منطقه پژوهش می‌باشد. در زلزله ۱۳۶۹ منجیل علاوه بر فعالیت گسل‌های بنیادین، گسل‌های جدیدی تشکیل شده‌اند که بر پویا بودن عوامل زمین‌ساختی در منطقه دلالت دارد. شواهد تکتونیک فعال در منطقه به قرار زیر می‌باشد.

۱) حفر عمودی کانال‌های رودخانه‌ای در اثر پدیدهٔ فرآیش[1] منطقه، ۲) تشکیل مئاندرهای حفر شده[2] در مسیر رودخانه قزل‌اوزن، ۳) کج‌شدگی لایه‌های کواترنر (تا ۲۰°)، ۴) وجود گسل‌های جوان در رسوبات هولوسن منطقه، ۵) حضور چهار تراس رودخانه‌ای در مسیر رودخانهٔ قزل اوزن و سرشاخه‌های آن، ۶) پروفیل طولی ناهموار رودخانه قزل‌اوزن و شکست ناگهانی شیب بستر رودخانه و متعاقب آن تغییر مورفولوژی پیچان‌رودی به چند شاخگی و یا بالعکس، ۷) تغییر مسیرهای ناگهانی رودخانه قزل‌اوزن در بازه کوهستانی و دشت سیلابی و ۸) انطباق جابه‌جایی کلی مسیر رودخانه در ناحیه دشت سیلابی با جهت فشارش تکتونیکی حاکم بر منطقه (N60°).

جابه‌جایی جانبی رودخانه[3] در مسیر دشت سیلابی عمدتا به‌سمت ساحل چپ است، به‌نحوی‌که ۶۳/۳ درصد از مجموع جابه‌جایی‌ها در این سمت روی داده است (جدول ۳) که با جهت فشارش تکتونیک صفحه‌ای حاکم بر منطقه (N60°E) همخوانی خوبی را نشان می‌دهد. این موضوع بیانگر این مطلب است که نقش تکتونیک حتی بر الگوی رودخانه در بازه دشت سیلابی ملموس و قابل درک است.

اثرچین‌خوردگی‌ها: دره رودخانه قزل‌اوزن در خط‌القعر یک ناودیس یا به‌عبارت بهتر یک سنکلوریوم بزرگ قرار دارد. این ناودیس بزرگ دارای "روند شمال غرب-جنوب شرق" می‌باشد. رسوبات مارنی نئوژن به همراه نهشته‌های کواترنر و عهد حاضر ناودیس مذکور را پر کرده است. مطالعه ساخت‌های چین‌خورده این بخش همگی نشانه چین‌های مخروطی با زاویه باز و با روند محوری "شمال غرب-جنوب شرق" می‌باشد. چین‌های مخروطی در محیط‌های برشی تشکیل می‌شوند و با توجه به ساز و کار امتدادلغز گسل‌های منطقه، جهت تنش فعلی و حاکم بر منطقه N60° (Hasannia، ۱۹۹۷) پیشنهاد می‌شود. همان‌طور که گفته شد، حداکثر جابه‌جایی رودخانه در طی دوره

---
[1] Uplift
[2] Entrenched Meander
[3] Lateral Shifting

زمانی ۱۳۷۱-۱۳۳۴ در بازه دشت سیلابی، در جهت اعمال این نیرو انجام شده است (جدول ۲).

اثرگسل‌های بنیادین یا بزرگ و فرعی: از مهم‌ترین گسل‌های بنیادین اصلی منطقه که نقش بارزی در تشکیل ناودیس اولیه قزل‌اوزن ایفاء نموده است، گسل بزرگ هرزه‌ویل-منجیل است. این گسل یک گسل معکوس و رورانده است و با ۳۰۰ کیلومتر طول، مرز شمالی حوضه رسوبی نئوژن دره قزل‌اوزن را می‌سازد. این گسل با روند "شمال غرب-جنوب شرق" از ناحیه آب‌بر شروع شده و به‌سمت جنوب شرق از محل سد سفیدرود عبور کرده و تا ناحیه هرزه‌ویل و دره شاهرود تداوم می‌یابد. رودخانه قزل‌اوزن در بخش پایاب خود تقریبا به موازات این گسل جریان دارد. در اثر وقوع زمین لرزه سال ۱۳۶۹، گسل مذکور فعالیت داشته و در محل تاج سد خسارات قابل ملاحظه‌ای نیز ایجاد کرده است. گسله‌های فرعی در منطقه در ژرفای زمین با گسل فشاری هرزه‌ویل در ارتباط بوده و هر گونه حرکت و جابه‌جایی آن موجب فعالیت این گسل‌ها می‌شود که آن‌ها نیز به نوبه خود بر روند عمومی و جابه‌جایی جانبی رودخانه قزل اوزن تاثیر می‌گذارند.

گسله‌های کوچک متعددی در ناحیه مورد مطالعه دیده شده است که از عمده‌ترین آن‌ها می‌توان گسل آب‌بر و آستاگل را نام برد که دارای روند "شمال غربی-جنوب شرقی" بوده و در امتداد خود با محور رودخانه برخورد می‌نمایند. تحرک گسل‌های بنیادین منطقه در زمان زلزله موجب تحرک گسل‌های فرعی موجود می‌شود. با وجود این که گسل‌های کوچک در حرکت زمین‌لرزه منطقه تأثیر نداشته، ولی فعالیت آن‌ها به‌طور بطئی و مداوم بر روی شیب بستر رودخانه و برآمدگی آن تأثیر می‌گذارد، به‌نحوی‌که وقتی به حد آستانه خود می‌رسد، تعادل هیدرولیکی رودخانه را برهم زده و سبب تغییر مورفولوژی رودخانه می‌شود. به‌طور مثال مسئله سیل‌بردگی روستای (هندی‌کندی) در سال ۱۳۶۳ را به فعالیت گسل آب‌بر منتسب می‌کنند.

در حاشیه رودخانه قزل‌اوزن، گسل‌های رانده متعددی دیده شده است. برای مثال روبروی روستای هارون‌آباد در ساحل راست رودخانه، چندین راندگی هم‌جهت با مسیر رودخانه به‌وقوع پیوسته، که سبب انحراف خط‌القعر رودخانه به‌سمت ساحل راست شده است. در بازه کوهستانی، گسل‌های قاشقی شکل[1] چندی مشاهده شده که به‌طور موضعی باعث چرخش و تغییر جهت ناگهانی رودخانه شده است. حجم توده‌های سنگی که در اثر وقوع این گسل‌ها جابه‌جا می‌شود، به‌صورت یک دماغه در مسیر رودخانه موجبات انحراف آب را فراهم می‌آورد. به‌عنوان مثال می‌توان به یک گسل قاشقی در ناحیه کلوچ اشاره کرد که در ساحل چپ رودخانه باعث شده طبقات سنگی ائوسن با شیب ۸۰-۷۰ درجه به‌صورت یک زبانه بزرگ مسیر رودخانه را مسدود کرده و موجب چرخش ناگهانی آن به‌سمت ساحل راست شود.

اثر درزه‌ها و شکستگی‌های منطقه بر پیدایش تنگ‌دره رودخانه: واژه تنگ‌دره به یک دره باریک و عمیق سنگی با دیواره‌های تقریبا قائم اطلاق می‌شود که از کانیون کوچک‌تر و نسبت به آبکند[2] با دیواره‌های پرشیب‌تر می‌باشد. همان‌طور که گفته شد، ایده معمول در پیدایش این نوع مجراهای سنگی این است که رودخانه‌های مرتبط، باعث فرسایش و تعمیق آن‌ها شده است. اما مطالعات اخیر نشان داده که تنگ‌دره‌ها اساساً طرحی اولیه دارند و به‌وسیله فرایندهای تکتونیک جنبا ایجاد شده‌اند. به‌عبارت دقیق‌تر، مسیر رودخانه‌ها در بازه‌های سنگی، در واقع تابع شکاف‌هایی که از پیش وجود داشته، می‌باشد.

مقاومت برشی سنگ‌های آذرآواری ناحیه کوهستانی قزل‌اوزن حداقل ۱۵۰ مگاپاسکال است که با استفاده از رابطه (۱) محاسبه شده است. در حالی که توان برش هیدرولیکی رودخانه قزل‌اوزن از نظر کمی حدود ۱۵۰ پاسکال است که یک میلیون مرتبه کمتر می‌باشد. بنابراین، رودخانه قزل‌اوزن توانایی ایجاد تنگ‌دره سنگی در ناحیه طارم را نداشته و نخواهد داشت.

$$\tau = \gamma RS \qquad (۱)$$

که در آن، τ تنش برشی آب (پاسکال)، γ وزن مخصوص سیال (نیوتن بر مترمکعب) و S شیب رودخانه (متر) است.

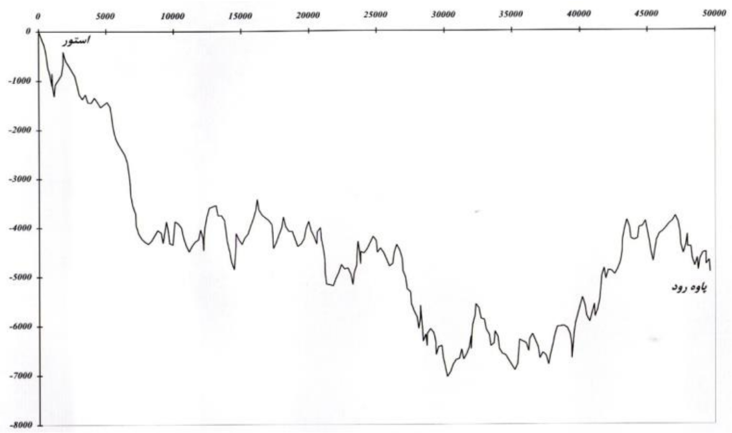
[1] Listric
[2] Ravine

اساس کار در این پژوهش بر پایه اندازه‌گیری و مقایسه جهات ساختاری درزه‌های سنگی مسیر رودخانه قزل‌اوزن با جهت ساختمانی قطعات رودخانه‌ای در بازه تنگ‌دره استوار است. ابتدا پلان رودخانه از روی نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه رسم و سپس بر روی آن خط مرکزی رودخانه پیاده شد. نقشه خط مرکزی رودخانه در فواصل ثابت ۲۵۰ متری به یک سری خطوط صاف و شکسته تبدیل شد که در شکل ۵ نشان داده شده است. سپس جهات قطعات حاصله نسبت به شمال اندازه‌گیری شد.

جدول ۴- خصوصیات مکانیکی پیشنهادی واحدهای سنگی مسیر تنگ‌دره قزل‌اوزن (بر اساس داده‌های آزمایشگاهی، Memarian، ۱۹۹۵)

نوع سنگ	مقاومت فشاری تک محوری (مگاپاسکال)
گدازه‌های آندزیتی	۲۰۴/۳
گدازه‌های بازالتی	۳۲۱
توده‌های اسیدی	۱۴۷/۸-۱۸۵/۲
گرانوفیرها	۲۰۴/۷
شیل	۲۰/۲ (در حالت خشک)
ماسه‌سنگ	۷۴/۱ (در حالت خشک)
ماسه‌سنگ	۵۲/۸ (در حالت مرطوب)

نتایج حاصله به‌صورت دیاگرام گل‌سرخی شکل ۶-الف ارائه شده است. شیب و امتداد ۴۳۹ درزه در ۱۰ ایستگاه از کانال سنگی رودخانه نیز به‌کمک کمپاس در صحرا برداشت شده و به‌وسیله نرم‌افزار Rose و Dip مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (شکل ۶-ب). مقایسه آماری بین داده‌های مربوط به دره و کانال رودخانه قزل‌اوزن در بازهٔ سنگی نشان‌دهنده این موضوع است که جهات کانال رودخانه قزل‌اوزن تصادفی به‌وجود نیامده است و از روند ساختاری جهات درزه‌های سنگی دره قزل‌اوزن تبعیت می‌کند (جدول ۵).

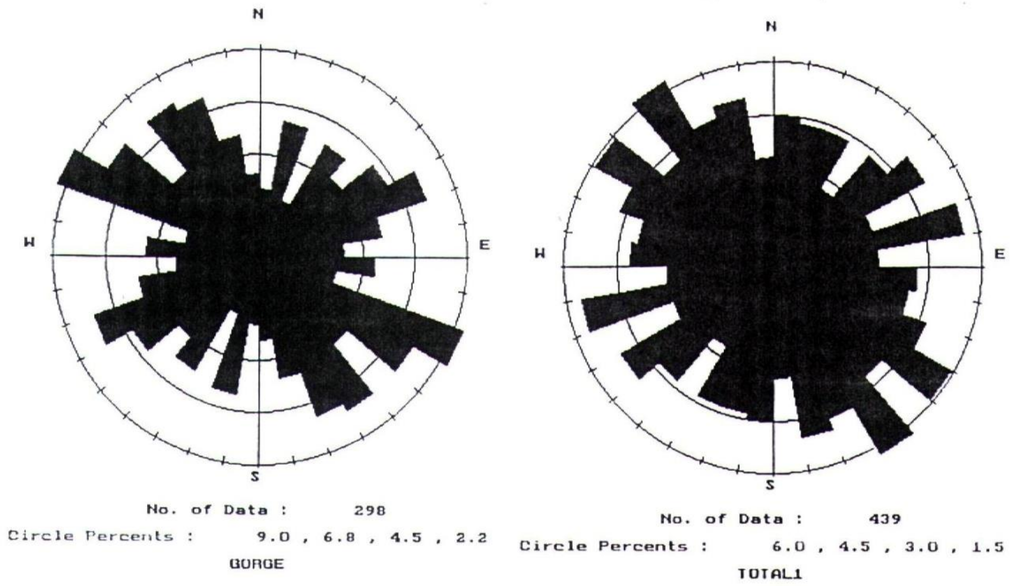


شکل ۵- مسیر اصلاح شده رودخانه قزل‌اوزن در بازه تنگ‌دره سنگی حد فاصل بین استور تا پاوه‌رود

با مقایسه نتایج دو دیاگرام گل‌سرخی، تطابق قابل قبولی میان الگوی درزه‌ها و قطعات رودخانه‌ای حاصل می‌شود. اختلافات جزئی مشاهده شده می‌تواند به‌دلایل زیر باشد.

۱) هنگامی که چینه‌های سنگی سخت ائوسن در اثر پدیده آلتراسیون هیدروترمال به مجموعه کانی‌های کائولینیت، سری‌سیت، کلریت، آلونیت، کوارتز و دیگر کانی‌های ثانویه تبدیل می‌شوند (Peyrowan و همکاران، ۲۰۱۱)، مقاومت برشی سنگ‌های سخت به‌شدت کاهش یافته و از ۱۵۰ به پنج مگاپاسکال تقلیل می‌یابد. بنابراین، رودخانه توانایی فرسایش زون‌های آلتراسیون را پیدا خواهد نمود و نهایتا با فرسایش بستر و کناره‌ای خود، پیچان‌های بزرگ را ایجاد خواهد کرد. همچنین، قسمت‌هایی از رودخانه از بستر شیلی و سنگ‌های رسوبی میان لایه در چینه‌های ائوسن عبور می‌کند که در این بخش‌ها،

رودخانه امکان توسعهٔ عرضی و عمقی را نیز پیدا خواهد نمود. ۲) درزه‌های منطقه در اثر فرایندهای مختلف و پی‌درپی ایجاد می‌شوند و حتی ممکن است که الگوی آن‌ها در اثر حرکات چرخشی ناشی از چین‌خوردگی‌ها و محورهای کششی و برشی، چرخش طبقات به روی یکدیگر، حرکت گسل‌های اصلی و دیگر اشکال جابه‌جائی، پیچیده‌تر شود. ۳) مقیاس نقشه توپوگرافی به‌کار رفته در اندازه‌گیری جهات رودخانه‌ای، کوچک است و لذا می‌تواند بر دقت مطالعات انجام شده تأثیر بگذارد. همان‌طور که قبلاً ذکر شد، اولاً الگوی جهات قطعات رودخانه قزل‌اوزن تصادفی نیست و از آن‌جایی که پروسه‌های برونزادی برخلاف پروسه‌های درونزادی رخساره‌های ژئومورفیک تصادفی ایجاد می‌کنند، می‌توان نتیجه گرفت که قطعات رودخانه‌ای به‌وسیله فرسایش صرف به تنهایی ایجاد نشده‌اند و ثانیا از آن‌جایی که درزه‌های سطحی تنگ‌دره اساسا طرحی اولیه دارند و به‌وسیله فرایندهای تکتونیک جنبا ایجاد شده‌اند، می‌توان در نظر گرفت که مسیر رودخانه قزل‌اوزن در تنگ‌دره، تابع شکاف‌هایی است که از پیش وجود داشته‌اند.



شکل ۶- دیاگرام گل‌سرخی: راست) درزه‌های کانال سنگی رودخانه	چپ) جهات قطعات رودخانه در بازه سنگی رودخانه

جدول ۵- مقایسه و ارزیابی عددی نتایج آماری داده‌های مربوط به دره و کانال رودخانه قزل اوزن در بازه سنگی

دسته‌بندی جهات زاویه‌ای (درجه)	درزه‌های کانال سنگی رودخانه		جهات رودخانه‌ای	
	تعداد درزه‌ها	درصد فراوانی	تعداد جهت	درصد فراوانی
۰-۳۰	۱۰۰	۱۷/۳۴	۴۴	۱۴/۸
۳۱-۶۰	۸۷	۱۵/۰۷	۱۲	۱۵/۴۶
۶۱-۹۰	۱۰۲	۱۷/۱۷	۴۷	۱۵/۷۹
۹۱-۱۲۰	۸۶	۱۴/۹	۵۴	۱۸/۱۵
۱۲۱-۱۵۰	۱۱۴	۱۹/۷۷	۶۰	۲۰/۱۶
۱۵۱-۱۸۰	۹۱	۱۵/۷۸	۴۷	۱۵/۷۹

جمع‌بندی نتایج حاصل از بررسی عوامل مؤثر زمین‌شناختی: با توجه به بررسی‌های انجام گرفته، به‌جز عوامل هیدرولیکی و هیدرودینامیکی مؤثر در رودخانه، عواملی که بر فرسایش و شکل‌گیری رودخانه نقش ایفاء نموده است، به‌ترتیب اولویت عوامل زمین‌ساختی، لیتولوژیکی، ژئومورفولوژیکی رودخانه و جریان‌های فرعی می‌باشد. شواهد موجود در زمین‌ساخت جنبای منطقه نشان می‌دهد که روند

تأثیرگذاری بر فرسایش بستر و کناره‌ها کماکان ادامه داشته و خواهد داشت. با مرور نتایج حاضر در این بخش نتیجه می‌شود که الزاماً چهار دلیل در مورد نقش عوامل تکتونیک بر پیدایش هندسه رودخانه قزل‌اوزن در بازهٔ سنگی وجود دارد.

۱) قدرت فرسایشی رودخانه قزل‌اوزن بسیار کمتر از آن است که بتواند سنگ‌های سخت بازه کوهستان را مورد هجوم قرار دهد، مگر در مواردی مثل توسعه زون‌های آلتراسیون و حساس‌شدن طبقات به فرسایش و یا در زمانی که سنگ‌های نرم زیرین مانند طبقات شیل به‌جای سنگ‌های سخت سطحی مورد هجوم واقع می‌شوند.

۲) نشان داده شد که جهت قطعات تنگ‌راهه رودخانه قزل‌اوزن شبیه جهت ساختاری درزه‌های کانال سنگی تنگ‌راهه می‌باشد. با توجه به این‌که فرایندهای با منشاء خارجی می‌بایست پدیده‌هایی تصادفی ایجاد نمایند، لذا این فرضیه که بر اساس آن تنگ‌راهه قزل‌اوزن از فرایندهای فرسایشی حاصل از عوامل خارجی به‌وجود آمده باشد، قابل دفاع نمی‌باشد.

۳) ارتباط بین قطعات کانال رودخانه و جهات درزه سنگ‌های دره قزل‌اوزن، مبین این است که این تطابق نمی‌تواند صرفا اتفاقی بوده، بلکه ارتباطی مستقیم یا غیرمستقیم بین آن دو وجود دارد. اگرچه ماهیت درزه‌ها (برشی یا پدیده‌های کشش) هنوز موضوع بعضی از بحث‌ها می‌باشد، با این وجود، عموماً بر این عقیده‌اند که آن‌ها به طریقی نتیجه تنش‌های تکتونیک صفحه‌ای هستند. بر این اساس، تنگ‌راهه قزل‌اوزن، نیز اگرچه آشکارا به‌وسیله فرایندهای تکتونیکی به‌وجود نیامده است، طرحی از قبل داشته و فرسایش رودخانه موجب تعریض و تعمیق آن شده است. البته، درزه‌ها، تنگ‌راهه را به‌وجود نیاورده، بلکه درزه‌ها و تنگ‌راهه به نظر می‌رسند، هر دو نتیجه فرایندهای تکتونیک صفحه‌ای مشابه باشند.

تشکر و قدردانی

این مقاله بخشی از طرح تحقیقاتی مصوب در پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری است که بدون حمایت‌های مالی و پشتیبانی آن پژوهشکده امکان انجام آن میسر نمی‌شد. از جناب آقای مهندس دادور لطف‌الله‌زاده از همکاران محترم پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری به خاطر همراهی در برداشت‌های صحرایی، صمیمانه تشکر می‌شود.

منابع مورد استفاده

1. Biglari, B., 1989. Cut-offs in curved alluvial rivers. MSc Thesis, Delft Hydraulic, Civil department, The Netherlands, 150 pages.
2. Blondeaux, P. and G. Seminara. 1985. A unified bar-bend theory of river meanders. Journal of Fluid Mechanics, 157: 449–470.
3. Chehr Monavvari, B. 1992. The study of effective factors on Qhezel-Ouzan river morphology. 2nd River Engineering Conference, Ahvaz University, Iran (in Persian).
4. Crosato, A. 2009. Physical explanations of variations in river meander migration rates from model comparison. Earth Surface Processes and Landforms, 34: 2078–2086.
5. Hasannia, M.H. 1997. Geometrical analysis of tectonic effects on drainage pattern of Qhezel-Ouzan River. MSc Thesis, Azad University, Faculty of Sciences, Department of Geology. 119 pages (in Persian).
6. Hooke, J.M. 1980. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. Earth Surface Processes, 5: 143-157.
7. Hooke, J.M. and A.M. Harvy. 1983. Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, 6: 121-132.
8. Kohlbeck, F. and A.E. Scheidegger. 1977. On the theory of the evaluation of joint orientation measurements. Rock Mechanics, 9: 9-25.
9. Lanzoni, S. and G. Seminara. 2006. On the nature of meander instability. Journal of Geophysical Research, vol. 111, Fo 4006, 14 pages.
10. Memarian, H. 1995. Geotechnical and engineering geology. Tehran University Press, Tehran, Iran 953 pages (in Persian).
11. Moazzeni, M.E. 1992. Local conservation and stabilization of bed and river bank of Sefidrood River. 2nd River Engineering Conference, Ahvaz University, Iran (in Persian).
12. Parker, G., P. Diplas and J. Akiyama. 1983. Meander bends of high amplitude. Journal of Hydraulic Engineering, 109: 1323–1337.

13. Peyrowan, H.R. 2001. Separation and mapping hydrothermal alteration with remote sensing processing. 2nd Engineering Geology and the Environment Conference, Tarbiat Modares University, Iran, (in Persian).
14. Peyrowan, H.R., A. Jafari Ardakani, M. Shariat Jafari and J. Ghoddosi. 2011. The study of geological and geomorphological effective factors on meandering of Qhezel-Ouzan River. Soil Conservation and Watershed Management Research Institute (in Persian).
15. Seminara, G., G. Zolezzi, M. Tubino and D. Zardi. 2001. Downstream and upstream influence in river meandering. Journal of Fluid Mechanics, 438: 213–230.
16. Scheidegger, A.E. and D.E. Ajakaiye. 1990. Mass movement in flat sedimentary savannah areas. Indian Journal of Landscape System and Ecological Studies, 13: 1-10.
17. Scheidegger, A.E. and N.S. Ai. 1986. Tectonic processes and geomorphological design. Tectonophysics, 126(2-4): 285-300.
18. Scheidegger, A.E. and R. Hantke. 1994. On the genesis of river gorges. Transaction of the Japanese Geomorphological Union, 15(2): 91-110.
19. Schumm, S.A. 1989. Alluvial river response to active tectonics. Colorado State University, Chapter 5, 80-280.
20. Schumm, S.A. and H.R. Khan. 1972. Experimental study of channel patterns. Geological Society of America Bulletin, 83: 1755-1770.
21. Sougrea, consultant engineering Co., 1973, Soil conservation and erosion prevention in Sefidrood river basin, Agricultural Ministry of Iran, Soil conservation and watershed management Bureau, 50 pages.
22. Zolezzi, G., R. Luchi and M. Tubino. 2009. Morpho-dynamic regime of gravel bed, single-thread meandering rivers. Journal of Geophysical Research,. Volume 114, Issue F1, F0105, 14 pages.

Geological effects on geometry of Ghezel-Ouzan River and lateral shifting trend in mountainous and flood plain basins

Hamidreza Peyrowan[*1], Ali Jafari Ardakani[2] and Mohsen Shariat Jafari[3]
[1]Associate Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Iran, [2] Scientific Board, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Iran and [3] Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, Iran

Received: 11 November 2012 Accepted: 13 February 2013

Abstract
Downstream of Ghezel-ouzan River from Ostoor to Sefidrood dams with approximately 195 kilometers length studied in this research. For morphological study, the topographic maps and the aerial photos (1955 and 1992) on a scale of 1: 50000 are used. At the first step, the river plan was drawn in both gorge valley and flood plain basin and then geometrical characteristics such as width, wavelength and amplitude of meanders loops, sinuosity, radius and other factors of the meanders measured in two above-mentioned basins. This research showed that, the mean values of the central angle of meanders and sinuosity coefficient of the gorge river is 140.55 degree and 1.46 respectively. It is more than flood plain reach with 105.08 degree mean central angle and 1.22 sinuosity coefficients. Therefore, the river is more meandering in the mountainous reach. Lateral shifting of Ghezel-Ouzan River in flood plain reach showed that 63.3% and 26.6 % respectively occurred to left and right and 10.1 percent to both sides due to braiding. Lateral shifting of Ghezel-Ouzan River at flood plain reach indicates that lateral shifting of the river, occurred mainly toward the left bank, which is agreed to the direction of the tectonic stresses due to the plate tectonic movements. It proves that tectonic factors affect on river pattern even in the erosional reach. In gorge basin hydraulic bed-shear of the river is quantitatively 150 Pascal, whereas, shearing strength of volcanic rocks in gorge valley lies in the order 150 Mpa., i.e. one million times higher. Therefore, the erosional processes could not have formed the gorge valley. To prove this opinion, dip and direction of rock bank joints of the river in gorge basin recorded at field in 10 stations and about 439 joint surfaces. The centerline of the river channel drawn based on the topographic maps, and then, it changed to the series of broken and straight lines at the intervals of 250 m, and then their directions were determined. The rose diagram of rectifying river segments and rock joints of the gorge canal are similar with together. It shows that the river in mountainous basin had neotectonic predesigned pattern and the river current on the bedrock and only it partly can widening its valley.

Key words: Gorge river, Meander, River morphology, Sinuosity coefficient

[*] Corresponding author: hrpeyrowan@yahoo.com